MINISTERIO DE LA GUERRA

DIRECCIÓN GENERAL DE AERONÁUTICA

SERVICIO METEOROLÓGICO ESPAÑOL

Serie **A**, núm. **5.**

Nuevo procedimiento para reducir al nivel del mar las presiones atmosféricas de los observatorios de gran altitud

POR EL

METEORÓLOGO GERMAN COLLADO ALVAREZ

Licenciado en Ciencias Físicas y en Ciencias Químicas.
Jefe del Centro Meteorológico de la Cuenca del Duero.

IMPRENTA «MADRID - ARAGON»
Espronceda, 7. — Teléfono 44315
1 9 3 5

NUEVO PROCEDIMIENTO PARA REDUCIR AL NIVEL DEL MAR LAS PRESIONES ATMOSFÉRICAS DE LOS OBSERVATORIOS DE GRAN ALTITUD

POR

GERMAN COLLADO ALVAREZ

DEL SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL

NUEVO PROCEDIMIENTO PARA REDUCIR AL NIVEL DEL MAR LAS PRESIONES ATMOSFÉRICAS DE LOS OBSERVATORIOS DE GRAN ALTITUD, por el Meteorólogo *Germán Collado Alvarez.*

ZUSAMMENFASSUNG :

Vor allem werden die Ursachen der Reduktionsfehler untersucht, die häufig bei Anwendung der internationalen Reduktionstabellen die Druckkarten Spaniens an der Meeresfläche beinahe unbrauchbar machen. Es ergibt sich, dass bei stark gestörten Temperaturen unserer Hochebenen die Voraussetzung eines konstanten vertikalen Temperaturgradienten zu absolut unannehmbaren Mitteltemperaturen der Luftsäulen führt und somit die beobachteten Reduktionsfehler bewirkt.

Da beim Hesselbergischen Reduktionsverfahren der lokal gestörten Temperatur der Hochlandstation noch zu viel Gewicht beigelegt wird, schlage ich folgende neue Reduktionsmethode vor:

Der Druck P_s einer benachbarten Küstenstation wird auf die Höhe der in Frage kommenden Hochlandstation reduziert, wobei man die Mitteltemperatur allein aus der Küstentemperatur berechnen darf. Die Druckdifferenz $p_b - p_s$ zwischen beiden Stationen am hohen Niveau wird dann im Verhältnis $\frac{P_s}{p_s}$ vergrössert um sie auf Meeresspiegel zu reduzieren, und dem Druck der Küstenstation zuaddiert, wodurch man den gesuchten reduzierten Druck der Hochlandstation P_b erhält.

Die Methode wird mit ganz befriedigendem Erfolg an Hand zwei praktischer Fälle dargewiesen bei denen die internationalen Tabellen versagten. Entwürfe der zum Gebrauch der Methode geeigneten Tabellen werden beigelegt.

A.—Crítica de los procedimientos de reducción corrientes

Se sabe que todos los procedimientos empleados para reducir las alturas barométricas al nivel del mar, no son más que aproximados, y a todos ellos se les puede hacer alguna objeción, que tiene poca importancia cuando se trata de reducciones de estaciones de pequeña altitud. Efectivamente, la magnitud de la corrección depende de eventualidades conocidas, siendo la más importante de todas ellas las condiciones locales de temperatura de las capas inferiores de la atmósfera.

Como el fin perseguido con reducir las presiones al nivel del mar, es el trazado de los mapas sinópticos del tiempo para su prognósis y, abundando en España las estaciones de gran altitud, de aquí que la solución de este problema lo más aproximadamente posible nos sea de importancia suma, mientras no pueda realizarse la solución ideal del trazado de isobaras en la atmósfera libre.

Además, el empleo de las tablas internacionales para la reducción al nivel del mar nos conduce, en la mayoría de los casos, a resultados no acordes con la situación isobárica, por la gran altitud de las estaciones de la Península Ibérica.

Para efectuar la reducción al nivel del mar por medio de las tablas internacionales, es empleada la temperatura $\theta = \frac{T + T_0}{2}$ siendo T la temperatura de la estación cuya presión se trata de reducir; T_0 la temperatura correspondiente a un punto situado sobre la misma vertical de la estación anterior y al nivel del mar, deducida de T, admitiendo un gradiente de temperatura de un grado por cada 200 ó 180 metros. Esto supone, en primer lugar, un decrecimiento uniforme de la temperatura con la altitud, que está muy distante de la realidad, pues los sondeos demuestran que en régimen anticiclónico en las capas inferiores hay inversión de temperatura, debido a una compresión adiabática; y, en segundo lugar, admitir como real la temperatura de la estación de altura la que está fuertemente influenciada por los efectos de radiación del suelo, y en régimen anticiclónico por su compresión sobre él.

El único medio de evitar los errores por el empleo de las tablas internacionales sería suponer dividida la columna de aire en tantas capas o estratos que se dieran condiciones de uniformidad de crecimiento o decrecimiento de la temperatura y aplicar a cada una de ellas la reducción; esto prácticamente es imposible.

Con el fin de justificar el procedimiento a emplear, objeto del presente trabajo, empezaré por establecer la fórmula empleada para reducir al nivel del mar.

Se sabe que la condición de equilibrio de una atmósfera en reposo viene dada por la ecuación diferencial (1) $dp = -\rho g\, dz$; siendo:

ρ = densidad del aire,

g = intensidad de la gravedad.

Por otra parte, si V es el volumen de la unidad de masa $\frac{1}{V} = \rho$ (2) y de la ecuación general de los gases, $Vp = RT$, de la que se deduce $V = \frac{RT}{p}$, sustituyendo en (2) se tiene $\rho = \frac{P}{RT}$ valor que llevado a (1) da $dp = -\frac{p}{RT}\, dz$ que se puede escribir $\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT}\, dz$ e integrándola entre los límites O y z_1 se tiene $\int_0^{z_1} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R}\int_0^{z_1}\frac{dz}{T}$. Pasando en esta última de los logaritmos a los números: $\frac{p}{p_0} = e^{-\frac{g}{R}\int_0^{z_1}\frac{dz}{T}}$

o sea $p = p_0\, e^{-\frac{g}{R}\int_0^{z_1}\frac{dz}{T}}$ (3). Haciendo $T_m = \frac{z_1}{\int_0^{z_1}\frac{dz}{T}}$

la (3) se convierte en $p = p_0\, e^{-\frac{g}{R}\frac{z_1}{T_m}}$

Insistamos sobre T_m. Como se ve es función de la altitud y de T; de aquí que para que se pueda hallar su valor, o sea efectuar la integración, es necesario expresar T en función de la altura.

De las muchas maneras de hacer esto, podemos considerar a T como función lineal de z y definirla por la ecuación siguiente: $T = T_0 - \alpha z$ y de esto se tiene

$$T_m = \frac{z_1}{\int_0^{z_1}\frac{dz}{T}} = \frac{z_1}{\int_0^{z_1}\frac{dz}{T_0 - \alpha z}} = \frac{z_1}{\int_0^{z_1}\frac{dz}{T_0}\left(\frac{1}{1-\frac{\alpha z}{T_0}}\right)}$$

y efectuando la división $\dfrac{1}{1-\dfrac{\alpha z}{T_0}} = 1 + \dfrac{\alpha z}{T_0} + \dfrac{\alpha^2 z^2}{T_0^2} + \dfrac{\alpha^3 z^3}{T_0^3} + \ldots$

y sustituyendo se tiene $T_m = \dfrac{z_1}{\displaystyle\int_0^{z_1} \frac{dz}{T_0}\left(1 + \frac{\alpha z}{T_0} + \frac{\alpha^2 z^2}{T_0^2} + \ldots\right)}$; efectuando la integración $T_m = \dfrac{z_1}{\dfrac{z_1}{T_0}\left(1 + \dfrac{\alpha z_1}{2T_0} + \dfrac{\alpha^2 z_1^2}{3T_0^2} + \ldots\right)}$ (9).

Conservando solamente en el denominador los dos primeros términos, se tiene $T_m = \dfrac{T_0 z_1}{z_1\left(1 + \dfrac{\alpha}{T_0} \cdot \dfrac{z_1}{2}\right)} = \dfrac{T_0}{1 + \dfrac{\alpha}{T_0} \cdot \dfrac{z_1}{2}}$

Efectuando la división $T_m = T_0 - T_0 \dfrac{\alpha}{T_0} \dfrac{z_1}{2} + T_0 \dfrac{\alpha^2}{T_0^2} \dfrac{z_1^2}{2^2} - \ldots$ (10).

Conservando los dos primeros términos

$$T_m = T_0 \left(1 - \frac{\alpha}{T_0} \frac{z_1}{2}\right)$$

De $T = T_0 - \alpha z_1$,, $\alpha = \dfrac{T_0 - T_1}{z_1}$ sustituyendo en $T_m = T_0 \left(1 - \dfrac{\alpha}{T_0} \cdot \dfrac{z_1}{2}\right)$ se convierte en $T_m = T_0 \left(1 - \dfrac{T_0 - T_1}{2\, T_0}\right) = \dfrac{T_0 + T_1}{2}$

Se llega a este valor para T_m haciendo como hemos visto anteriormente $T = T_0 - \alpha z$ o sea $T_0 = T + \alpha z$

Dentro de esta hipótesis de gradiente constante $\dfrac{dT}{dz} = -\alpha$ se llega a la fórmula exacta $\dfrac{p}{p_0} = \left(\dfrac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\alpha}}$

Efectivamente $dp = -\rho g dz$; $dz = \dfrac{dz}{dT} dT$; sustituyendo en la anterior

$$dp = -\frac{pg}{RT} \cdot \frac{dz}{dT} dT$$

Teniendo en cuenta que $\dfrac{dT}{dz} = -\alpha$ se convierte en $\dfrac{dp}{p} = \dfrac{g}{R\alpha} \cdot \dfrac{dT}{T}$.

Integrando y pasando de los logaritmos a los números se llega a

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\alpha}}$$

Además, hemos visto que para llegar a este valor de T_m ha sido necesario despreciar todos los términos que siguen al segundo en el denominador de la igualdad (9) y conservar solamente los dos primeros términos en la expresión (10). Determinemos el error que estas operaciones pueden introducir en el valor de T_m; empecemos por la primera.

La cantidad depreciada es:

$\mathcal{E} = \dfrac{\alpha^2 z_1^2}{3T_0^2} + \dfrac{\alpha^3 z_1^3}{4T_0^3} + \dfrac{\alpha^4 z_1^4}{5T_0^4} + \ldots$ Podemos escribir la limitación siguiente: $\frac{\alpha^2 z_1^2}{3T_o^2}+\frac{\alpha^3 z_1^3}{3T_o^3}+\ldots > \mathcal{E} > \frac{\alpha^2 z_1^2}{3T_o^2}+\frac{\alpha^3 z_1^3}{3^2T_o^3}+\ldots$

Es decir, que el valor de $\mathcal{E}$ está comprendido entre estas dos progresiones geométricas indefinidas y decrecientes, cuyas razones son $\frac{\alpha z_1}{T_o}$ y $\frac{\alpha z_1}{3T_o}$ evidentemente menores que la unidad para los valores que z_1 puede recibir en la Península Ibérica. Haciendo su suma se sabe que

$$\frac{\alpha^2 z_1^2}{3T_o}+\frac{\alpha^3 z_1^3}{3T_o^3}+\frac{\alpha^4{}_1 z^4}{3T_o^4}+\ldots=\frac{\frac{\alpha^2 z_1^2}{3T_o}}{1-\frac{\alpha z_1}{T_o}}=\frac{\alpha^2 z_1^2}{3\,T_o^2-3\,T_o\,\alpha z_1}=\frac{(\alpha z_1)^2}{3\,T_o(T_o-\alpha z_1)}$$

análogamente $\frac{\alpha^2 z_1^2}{3T_o^2}+\frac{\alpha^3 z_1^3}{3^2T_o^3}+\ldots=\frac{\alpha^2 z_1^2}{3\,T_o^2-T_o\,\alpha\,z_1}=\frac{(\alpha z_1)^2}{T_o(3T_o-\alpha z_1)}$.

Tomando la media aritmética de estos dos valores y poniéndonos en el caso más desfavorable de que $T_o = 270$, el error cometido es menor que siete cienmilésimas; por lo tanto, no es error prácticamente apreciable; z_1 se ha hecho igual a 1.000 metros.

Esto se podía haber previsto, pues $\frac{\alpha^2 z_1^2}{3\,T_o^2} < 4 \times 10^{-5}$ y los demás términos van disminuyendo rápidamente.

También ocurre esto al despreciar en la expresión (10) los términos a partir del segundo. Vemos que la fórmula a la cual teóricamente se llega, concuerda en un todo con el procedimiento a seguir por el empleo de las tablas internacionales, difiriendo, únicamente, en que para el cálculo de T_o se emplea en las tablas un gradiente de un grado por 180 metros, y en la práctica este gradiente es muy variable.

Pasemos a deducir una expresión que ha de ser de utilidad suma para determinar la influencia que en la presión reducida tiene la temperatura; para lo cual diferenciemos la expresión obtenida anteriormente $p = p_o\,e^{-\frac{gz_1}{RT_m}}$,, $dp = dp_o\,e^{-\frac{gz_1}{RT_m}} + p_o\,e^{-\frac{gz_1}{RT_m}}\cdot\frac{gz_1}{RT_m^2}\,d\,T_m$;

sustituyendo en vez de $e^{-\frac{gz_1}{RT_m}} = \frac{p}{p_o}$

se tiene: $dp = dp_o\,\frac{p}{p_o} + p\,\frac{gz_1}{RT_m^2}\,d\,T_m$; dividiendo los dos miembros de esta igualdad por p resulta $\frac{dp}{p} = \frac{dp_o}{p_o} + \frac{gz_1}{RT_m^2}\,d\,T_m$

que se puede escribir $\frac{dp_o}{p_o} = \frac{dp}{p} - \frac{gz_1}{RT_m^2}\,d\,T_m$ (11)

Por medio de esta fórmula (11) podemos averiguar la variación que experimenta la presión reducida en función de la variación de temperatura; suponiendo p constante se simplifica por ser $\frac{dp}{p} = o$ y se convierte en $\frac{dp_o}{p_o} = -\frac{gz_1}{RT_m^2}\,d\,T_m$ (12)

Dando a dT_m el valor de un grado y expresando p en unidades cegesimales, tendremos el valor de g, z, R y T_m en unidades absolutas.

A z_1 se le asigna el valor de 860 metros por ser esta la altitud de la estación de Burgos, a la cual me voy a referir en el presente trabajo.

Se tendrá

$$\frac{dp_0}{p_0} = - \frac{980 \times 86000}{76 \times 13{,}6 \times 980 \times \frac{1000}{1{,}293} \, 300^2} \quad (13) \text{ ,, } \quad R = p_0 v_0 \alpha$$

$$p_0 = 76 \times 13{,}6 \times 980 \text{ dinas}$$

Densidad del mercurio, 13,6.

Intensidad de la gravedad, 980.

$V_0 = \frac{1000}{1.293}$ volumen de la unidad de masa; 1.000 cm^3. de aire pesan 1.293 g. T_m = a 27 centigrados; poniendo estos valores en la fórmula (12) resulta la (13); efectuando operaciones en esta última, se tiene $\frac{dp_0}{p_0} = - \frac{980 \times 86000 \times 1{,}293 \times 273}{76 \times 13{,}6 \times 980 \times 1000 \times 9000}$; simplificando

$\frac{dp_0}{p_0} = - \frac{86 \times 0{,}431 \times 91}{76 \times 13{,}6 \times 1000} = 3 \times 10^{-4}$; de aquí $dp_0 = 3 \, p_0 \, 10^{-4}$

tomando para p_0 = 750 mm.; $dp_0 = 750 \times 3{,}10^{-4} = 0{,}225$ mm. de mercurio.

Hemos calculado la variación para $T_m = 27^\circ$ centigrados; calculémosla para otra temperatura extrema inferior, por ejemplo para $T_m = -8^\circ$ y la misma presión.

Como en la fórmula todas las cantidades que intervienen son constantes, a excepción de T_m^2, bastará para ello hallar la relación de los cuadrados de las temperaturas absolutas y multiplicarlas por 0,225.

$\frac{T_m^2}{T^1{}_m^2} = \frac{300^2}{265^2} = 1{,}28$; $dp_0 = 1{,}28 \times 0{,}225 = 0{,}288$ mm.

Tomando para dp_0 la media aritmética de estos dos valores, se tiene $dp_0 = 0{,}257$ mm. de mercurio.

Este resultado pone de manifiesto la gran importancia que tiene en este problema la elección de temperatura a emplear.

Con el fin de hacer resaltar la gran importancia de la elección de temperatura a emplear en la solución de este problema, dado el resultado anterior, empezaremos por hallar las diferencias entre las temperaturas medias mensuales de las estaciones de Burgos y la costera de Santander.

Año 1927

	ENERO			FEBRERO			MARZO		
	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas
Santander	7,9	»	9,3	7,5	11,8	9,9	9,8	13,2	12,1
Burgos	1,3	»	4,9	0,7	5,7	5,2	3,9	8,9	9,2
Diferencia	6,6	»	4,4	6,8	6,1	4,7	5,9	4,3	2,9

Año 1927

	ABRIL			MAYO			JUNIO		
	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas
Santander.....	10,5	14,3	12,5	13,5	17,2	15,7	15,6	19,4	17,5
Burgos........	6,4	14,8	14,9	10,4	16,5	16,5	12,7	19,3	18,1
Diferencia.....	4,1	— 0,5	— 2,4	3,1	0,7	— 0,8	2,9	0,1	— 0,6

Año 1927

	JULIO			AGOSTO			SEPTIEMBRE		
	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas
Santander.....	17,4	21,7	19,8	16,9	22,0	19,9	14,8	19,1	17,5
Burgos........	14,6	21,9	23,8	14,7	21,4	22,1	11,0	18,2	18,3
Diferencia.....	— 2,2	— 0,2	— 3,2	2,2	0,6	— 2,2	3,8	0,9	— 0,8

Año 1927

	OCTUBRE			NOVIEMBRE			DICIEMBRE		
	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas	7 horas	13 horas	18 horas
Santander.....	13,2	18,8	14,2	9,4	12,9	11,4	9,6	11,9	10,5
Burgos........	7,6	17,2	15,0	3,3	8,1	7,2	3,8	6,5	5,7
Diferencia.....	5,6	1,6	— 0,8	6,1	4,8	4,2	5,8	5,4	4,8

Del estado precedente se deduce no existe ninguna regularidad en las diferencias; son mayores en los meses de invierno y otoño que en los de las otras estaciones; en los de verano, incluso, hay inversiones de temperatura. Además, hay mayor regularidad en las diferencias a 7 h. que en las de 13 h. y 18 h.; en las primeras no se da ningún caso de inversión. Si consideramos valores individuales estas divergencias se acentuarían.

Esta falta de regularidad en las diferencias de temperatura nos prueba que la temperatura empleada para reducir las presiones al nivel del mar por el procedimiento de las tablas internacionales, no es acertada, debido a que esto supone debiera existir una diferencia constante entre la temperatura de la estación de Burgos de altitud 860 mm. y las de Santander de altitud 65,9, igual a $\frac{794,1}{180} = 4,^{o}\,4$ centigrados. Esta diferencia constante está muy lejos de la realidad acusada por las anteriores diferencias.

La mayor regularidad observada en las diferencias de temperatura a 7 hs. que a 13 hs. y 18 hs. nos pone de manifiesto la gran influencia que tiene en la alteración de la temperatura de la capa de aire en contacto con el suelo la radiación de éste, la cual puede, aun en los meses de verano, en que es mayor, considerarse muy pequeña a 7 hs. con relación a 13 hs. y 18 hs., y en los restantes meses nula o casi nula, y de aquí que a 7 hs. no haya nunca inversiones de temperatura.

Otra causa de alteración de temperatura de la capa de aire en contacto con el suelo en su rozamiento con él, que, como se sabe, depende de su velocidad.

Además, los sondeos nos ponen de manifiesto que en régimen anticiclónico la capa en contacto con el suelo tiene la temperatura de éste, y las que están encima de ésta presentan inversión de temperatura debido a su comprensión adiabática por la corriente de aire descendente.

Hagamos un estudio comparativo en las estaciones de Burgos y Santander de las causas señaladas como modificadoras de las temperaturas con el fin de tratar de averiguar cuál de las temperaturas de estas dos estaciones es la que más se aproxima a la que tendría en la atmósfera libre.

La primera causa de las señaladas, o sea la radiación del suelo está mucho más atenuada en Santander, por la presencia del mar, que en Burgos, y lo mismo ocurre con la segunda, o sea el rozamiento con el suelo, sobre todo si los vientos soplan del mar.

Respecto a la tercera, o sea al régimen anticiclónico, la capa inferior del aire al comprimirse contra el suelo tomará la temperatura de éste, y ya se sabe que el mar es el mejor regulador de la temperatura, debido al elevado calor específico del agua; así que por esta causa también resulta favorecida la temperatura de Santander con relación a la de Burgos.

Este análisis comparativo nos conduce a considerar como más verdaderos, o mejor dicho, como más aproximados a las temperaturas en la atmósfera libre, las temperaturas de las estaciones costeras que las de montaña o de gran altitud; es decir, la temperatura de Santander más real que la de Burgos.

Si esto es verdad, ¿por qué no tratar de encontrar un procedimiento para reducir la presión de una estación de gran altitud en función de la temperatura de una estación costera próxima a ella? Ya el Meteorólogo Th. Hesselberg, en comunicación dirigida a la reunión de Jefes de Servicios Meteorológicos en el año 1923, propuso la modificación de la temperatura a emplear en la reducción al nivel del mar por el método de las tablas internacionales. Lo propuesto por él es emplear, en vez de la temperatura que se usa en las tablas, otra que es la media de las temperaturas de la estación de altura, cuya presión se trata de reducir, y de otra estación costera próxima a ella; aplica este método a la estación de altura de Dombaas, tomando como estación costera de referencia Kristiansund, y con el fin de facilitar la reducción determina la temperatura media de estas dos estaciones en función de la temperatura de Dombaas, valiéndose de una gráfica trazada tomando las medias mensuales y las medias de las temperaturas extremas y también las temperaturas mensuales normales.

Esta temperatura, función de las temperaturas de la estación de altura y de la costera, es más a propósito que la de las tablas internacionales, función solamente de la temperatura de la estación de altura, y con ella se atenúan algún tanto los efectos locales de la temperatura de la estación de altura; pero no desaparecen del todo.

B. — Método de reducción que proponemos

El procedimiento a seguir, objeto del presente trabajo, que voy a exponer, consiste en hacer la reducción al nivel del mar empleando una temperatura función de la estación costera, por ser ésta mucho más real que las temperaturas de la estación de montaña, evitando, de esta manera, los errores introducidos por el empleo de la temperatura irreal de la estación de altura, la que resulta eliminada en este procedimiento.

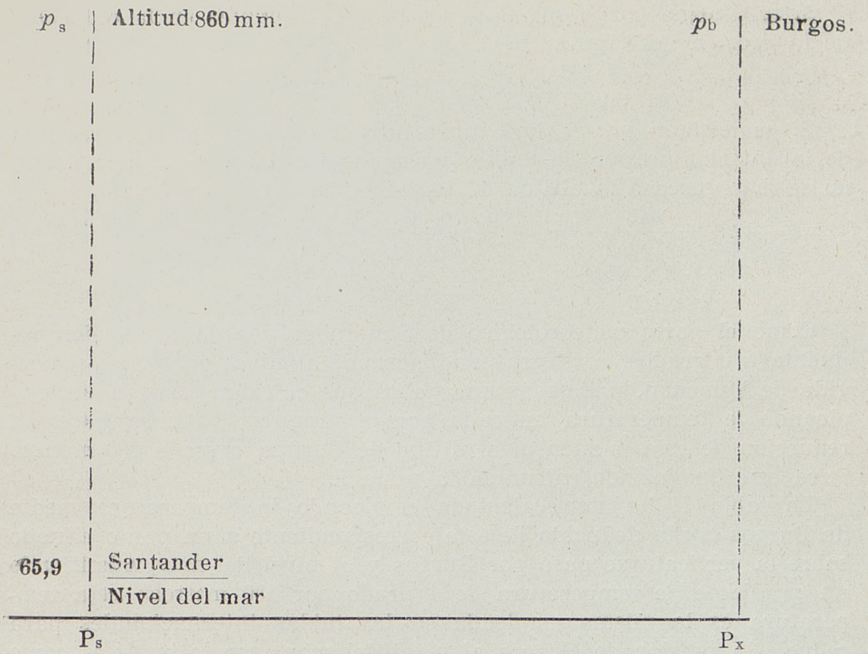
Con el fin de facilitar la exposición del método, y ganar al mismo tiempo en claridad, voy a describirle aplicándole a reducir la presión de la estación de Burgos de altitud 860 metros y distante en línea recta aproximadamente unos 125 kilómetros de la estación costera de Santander de altitud 65,9. Designando por P_s la presión de Santander reducida al nivel del mar, a la gravedad normal, a 0° y corregida de humedad.

Por p_b la presión de Burgos a 0° a la gravedad normal y corregida de humedad.

Por p_s la presión de Santander reducida a la altitud de Burgos, o sea a 860 metros, a la gravedad normal y corregida de humedad.

Por Px la presión de Burgos reducida al nivel del mar a 0° a la gravedad del mar y corregida de humedad, o sea la presión correspondiente a un punto hipotético situado sobre la vertical que pasa por Burgos y al nivel del mar.

En el esquema adjunto se han colocado para mayor claridad las cantidades con su representación y me valdré de él para la exposición del método.



La expresión anteriormente hallada $\frac{dp_0}{p_0} = \frac{dp}{p} - \frac{gz}{RT_m^2} d\,T_m$, si la temperatura es constante, se convierte en la $\frac{dp^0}{p_0} = \frac{dp}{p}$, de la que se deduce la siguiente:

$$P_x - P_s = (p_b - p_s)\frac{P_s}{p_s} \quad ,, \quad P_x = P_s + (p_b - p_s)\frac{P_s}{p_s} \qquad (B)$$

Con el objeto de simplificar los cálculos se puede tomar para valor de Px el que resulta de prescindir en la fórmula (B) de la relación $\frac{P_s}{p_s}$ por tener un valor muy próximo a la unidad. Calculando varios casos por una y otra fórmula, el error medio resultante es inferior a 0,3 mm. de mercurio, prácticamente despreciable.

Por esta razón se puede tomar para valor de Px el siguiente:

$$P_x = P_s + (p_b - p_s) = (P_s - p_s) + p_b \qquad (C)$$

Esta fórmula nos dice que la presión de Burgos reducida a 0° grados al nivel del mar, a la gravedad normal y corregida de humedad es igual a la presión de Santander a 0°, reducida al nivel del mar, a la gravedad normal y corregida de humedad, menos la anterior presión reducida a la altitud de Burgos (860 m.) aumentada en la presión de Burgos a 0° grados a la gravedad normal y corregida de humedad.

Se calculará p_s, o sea la presión de Santander reducida a 0° a la gravedad normal, corregida de humedad y a la altitud de 860 m., en función de la temperatura de Santander, como se deduce del siguiente razonamiento.

Si se designa por θ la temperatura que se emplea en la reducción de la presión de Santander al nivel del mar, y por h su altitud, se tiene $\theta = t + \frac{1}{2}\frac{h}{180}$; siendo t la temperatura de Santander.

Si se designa por θ_1 la temperatura a emplear en la reducción de la anterior presión de Santander reducida al nivel del mar, cuando se la reduzca a la altitud de 860 m. se tendrá: $h = 65{,}9$ m.

$$\theta_1 = \frac{1}{2}\left(t + \frac{65{,}9}{180} + t - \frac{860 - 65{,}9}{180}\right) = \frac{1}{2}\left(2\,t - \frac{860}{180} + \frac{2 \times 65{,}9}{180}\right)$$

$$\theta_1 = t - \frac{860 - 2 \times 65{,}9}{2 \times 180} \qquad (\gamma)$$

Como el parte meteorológico de Santander nos da la presión reducida a 0 grados, a la gravedad normal, al nivel del mar y corregida de humedad, nada más que habrá que calcular unas tablas empleando la temperatura indicada por la fórmula (γ) para hacer la reducción de esta presión a la altitud de Burgos, o sea a 860 metros. Para este fin ha sido calculada la tabla I.

La tabla II ha sido calculada empleando la temperatura media de Burgos t y la deducida de ésta correspondiente a un punto situado sobre la vertical que pasa por Burgos y al nivel del mar, admitiendo un gradiente de temperatura de 1 grado por 180 metros; esta temperatura es la misma empleada en las tablas internacionales para reducir la presión de Burgos al nivel del mar, por lo cual, es como si no interviniera la temperatura de Burgos, influyendo únicamente en la corrección de humedad e introduciendo un error prácticamente nulo.

Por el empleo de esta tabla lo único que se hace es disminuir a la presión de Burgos, reducida al nivel del mar, a la gravedad normal, a 0° y corregida de humedad que figura en el telegrama meteorológico de la citada estación, en la cantidad en que se aumentó esta presión en la reducción al nivel del mar, y de aquí que no intervenga en este procedimiento la temperatura de Burgos nada más que para la corrección de la humedad.

De todo lo expuesto y por empleo de la fórmula (a)

$$P_x = (P_s - p_s) + p_b$$

se deduce el procedimiento a seguir en el caso de que se quiera aplicar este método a la reducción de las alturas barométricas de las estaciones de gran altitud al nivel del mar y para la confección de los mapas de isobaras.

Por medio de la tabla III se calculan las diferencias $P_s - p_s$ una vez conocida la presión de Santander que figura en el parte meteorológico enviado por esta estación.

Unicamente es necesario conocer la temperatura de Santander en décimas de grado. Figurando en el parte meteorológico la temperatura en unidades enteras sería necesario agregar al final de este parte un grupo en que se diera la temperatura en décimas de grado.

La tabla III es de doble entrada; en la primera fila figuran las presiones de 10 en 10 mm. y en la primera columna las temperaturas de 5 en 5 grados. Las diferencias correspondienes a presiones y temperatura que no estén incluídas en ella se calcularán por interpolación.

La tabla II nos sirve para calcular p_b conocida la presión de Burgos, que da el parte meteorológico de esta estación. También, como en el anterior caso, es necesario conocer la temperatura de esta estación en décimas de grado.

Aplicaciones:

Con el fin de comprobar la bondad de este procedimiento y su ventaja sobre el de las tablas internacionales, examinemos algunos casos especiales, en los cuales, aplicando este último procedimiento a la reducción al nivel del mar, calculando el gradiente y determinada la velocidad del viento, se aprecia la anomalía de que la fuerza del viento registrada en la estación de Burgos, no coincide con la calculada.

Esta anomalía veremos desaparece empleando este nuevo procedimiento en la reducción de la presión al nivel del mar.

Para calcular el gradiente emplearemos la fórmula conocida

$$G = \frac{d \times 111.111}{m \times 13.500.000}$$

d, diferencia de presión en milímetros de mercurio entre las estaciones de Santander y Burgos reducidas al nivel del mar.

m, distancia en el mapa expresada en metros entre estas dos estaciones.

13.500.000, escala del mapa empleado en el trazado de isobaras en el Observatorio Central Meteorológico.

Día 24 de junio de 1931, a 18 hs.

Presión de Santander reducida al nivel del mar por las tablas internacionales P_s = 764,9 mm. Temperatura de Santander 15,4.

Presión de Burgos reducida al nivel del mar por el método internacional 762,3. Temperatura de esta estación 15,8. Viento en Burgos WSW-3.

Según estos datos el gradiente será

$$G = \frac{2.6 \times 111.111}{0.008 \times 13.500.000} = 2,7$$

La velocidad del viento se determina por la conocida fórmula empírica

$$V = \frac{1}{2} G \times 8,5 = 12\ ^{m}/_{s} \approx \text{Fuerza } 6$$

Este resultado para la fuerza del viento en Burgos está en discordancia con el registrado por esta estación, que acusa un viento de fuerza 3.

Apliquemos el nuevo procedimiento a la reducción al nivel del mar de la presión de Burgos y calculemos la velocidad del viento empleando el mismo procedimiento.

La presión de Burgos reducida al nivel del mar resulta ser de 763,9 milímetros en vez de 762,3, que es el dado por el método internacional.

$$G = \frac{1 \times 111.111}{0.008 \times 13.500000} = 1;\ V \approx \frac{1}{2} 8.5 = 4,3\ ^{m}/_{s} \approx \text{Fuerza } 3$$

Resultado acorde con la fuerza del viento acusado por la estación de Burgos.

Otro caso.

Día 26 de junio de 1931, a 18 hs.

Presión de Santander reducida al nivel del mar por las tablas internacionales P_s = 767,7 mm. Temperatura de esta estación 18°. Presión de Burgos reducida al nivel del mar por el mismo procedimiento 764,9 mm. Temperatura de esta estación 18,4. Dirección y fuerza del viento en Burgos E-3.

Cálculo de la velocidad del viento en Burgos

$$G = \frac{2.8 \times 111.111}{0{,}008 \times 13.500000} = 2{,}9 \quad V = \frac{1}{2} 8.5 \times 2.9 = 12{,}3 \; {}^{m}/_{s} \approx \text{Fuerza } 7$$

Reducida la presión de Burgos al nivel del mar por este procedimiento da 766,3 mm. en vez de 764,9 obtenido por el procedimiento internacional.

Cálculo de la velocidad del viento correspondiente ahora a Burgos

$$G = \frac{1.4 \times 111.111}{0.008 \times 13.500.000} = 1{,}4 \quad V = \frac{1}{2} 8.5 \times 1.4 = 5{,}9 \; {}^{m}/_{s} \approx \text{Fuerza } 3$$

Resultado más acorde con la acusada por la estación de Burgos.

En la fórmula del cálculo del gradiente no se ha tenido en cuenta la influencia de la fuerza centrífuga, en razón de ser las isobaras casi rectilíneas.

TABLA I

Para reducir a la altitud de 860 m. y a la gravedad normal las presiones que telegrafía Santander, o sea reducidas ya por las tablas internacionales al nivel del mar, a la gravedad normal y corregidas de humedad y a 0°.

T	Presiones que telegrafía Santander, ya reducidas por las tablas internacionales						
	730	740	750	760	770	780	
— 5	653,7	662,7	671,6	680,6	689,5	698,5	Latitud 43° 30
0	655,1	664,0	673,0	682,0	690,9	699,9	Altitud 65,9
5	656,3	655,3	674,3	683,3	692,3	701,3	(Tensión media del
10	657,6	666,6	675,6	684,6	693,6	702,6	vapor 9,5)
15	658,8	667,2	676,8	685,9	694,9	703,9	
20	660,0	669,0	678,0	687,1	696,1	705,2	
25	661,1	670,1	679,2	688,3	697,3	706,3	
30	662,2	671,2	680,3	689,4	698,5	707,5	

TABLA II

BURGOS **Altitud 860 mm.—Latitud 42°**

Para deducir de la presión que telegrafía Burgos (o sea ya reducida por las tablas internacionales) la presión a la altura de Burgos y gravedad normal.

T	Presión en mm. que telegrafía Burgos (a 0°, al nivel del mar, gravedad normal y corregida de humedad						
	730	740	750	760	770	780	
— 10	653,6	662,6	671,5	680,5	689,4	698,4	
— 5	655,0	663,9	672,9	681,9	690,8	699,8	Gradiente: 1° por 180 mm.
0	656,2	665,2	674,2	683,2	692,2	701,2	
5	657,5	666,5	675,5	684,5	693,5	702,5	
10	658,7	667,7	676,8	695,8	694,8	703,8	
15	659,9	668,9	677,9	687,0	696.0	705,1	
20	661,0	670,1	679,1	688,1	697,2	706,3	
25	662,1	671,2	680,2	689,3	698,4	707,4	
30	663,1	672,2	681,3	690,4	699,5	708,6	

TABLA III

Para hallar las diferencias de $P_s - p_s$ o sea entre las presiones de Santander a 0° al nivel del mar, a la gravedad normal y corregida de humedad, y esta misma presión reducida a la altitud de Burgos (860 m.) en función de la temperatura de Santander.

T	Alturas barométricas en mm. que figuran en el parte de Santander (a 0° al nivel del mar, a la gravedad normal y corregidas de humedad)					
	730	740	750	760	770	780
— 5	76,3	77,3	78,4	79,4	80,5	81,5
0	74,9	76,0	77,0	78,0	79,1	80,1
5	73,7	74,7	75,7	76,7	77,7	78,7
10	72,4	73,4	74,4	75,4	76,4	77,4
15	71,2	72,2	73,2	74,1	75,1	76,1
20	70,0	71,0	72,0	72,9	73,9	74,8
25	68,9	69,9	70,8	71,7	72,7	73,5
30	67,8	68,8	69,7	70,6	71,5	72,5

Madrid, 1930